

## تلفیق اطلاعات ارتفاع سنجی ماهواره‌های Jason-1 و T/P برای تعیین توپوگرافی سطح دریا در خلیج فارس و دریای عمان

کامران لاری<sup>۱\*</sup>، مجید ابره‌دري<sup>۲،۱</sup>

۱. گروه فیزیک دریا، دانشگاه آزاد اسلامی واحد تهران شمال

۲. گروه هیدروگرافی، دانشگاه سلطنتی سوئد

### چکیده

تحولات و توسعه کشورها و نیاز به مبادلات علمی، فرهنگی و صنعتی در سطح جهان مستلزم در اختیار داشتن نقشه‌ها و اطلاعات مکانی از تمامی سطح زمین می‌باشد، دستیابی به چنین خواسته‌ای مستلزم یکسان‌سازی مبنای مسطحاتی و ارتفاعی کلیه کشورهای جهان است. امروزه با پیشرفت در علوم و تکنولوژی و به دنبال آن افزایش دقت بحث سطوح مبنای ارتفاعی از مباحث به روز به شمار آمده و تلاش‌هایی در جهت یافتن سطوح مبنای ارتفاعی و ارتباط بین آنها صورت گرفته است. یکی از مشکلاتی که در استفاده از ارتفاعات مطلق وجود دارد، جدایی بین سطح متوسط آب‌های آزاد و ژئوئید می‌باشد. در حالت تئوریک سطح مبنای ارتفاعات مطلق، ژئوئید می‌باشد اما در عمل از سطح متوسط آب‌های آزاد بعنوان سطح مبنای ارتفاعات مطلق استفاده می‌شود، به جدایی بین این دو سطح، توپوگرافی سطح دریا (SST) گفته می‌شود. در این مقاله در ابتداء از مشاهدات مأموریت‌های ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی Jason-1 و T/P به مدلسازی سطح متوسط دریا در خلیج فارس و دریای عمان پرداخته شد و در نهایت با توجه به اهمیتی که تعیین توپوگرافی سطح آب در یکسان‌سازی سطح مبنای ارتفاعی دارد به معرفی روشی نوین برای محاسبه توپوگرافی سطح آب در خلیج فارس و دریای عمان پرداخته شد، این روش براساس تلفیق اطلاعات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و ژئوئید بدست آمده از مدل ژئوپتانسیل جهانی EGM08 در خلیج فارس و دریای عمان قابل ارائه می‌باشد. بر این اساس اختلاف سطح متوسط آب‌های آزاد حاصل از مدل ارتفاع‌سنجی ماهواره‌های Jason-1 و ژئوئید جهانی EGM08 در بازه ۰/۹- متر و ۱/۱ متر ارزیابی گردید.

**واژگان کلیدی:** Jason-1، Topex-Poseidon، توپوگرافی، ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای، خلیج فارس، دریای عمان

\*نویسنده مسؤول، پست الکترونیکی: [k\\_lari@iau-tnb.ac.ir](mailto:k_lari@iau-tnb.ac.ir)

## ۱. مقدمه

تعیین ارتفاع مطلق نقاط یکی از پارامترهای مهم در علوم مربوط به ژئودزی می‌باشد. برای تعیین این پارامتر، تعریف دقیق مبنای اندازه‌گیری ارتفاع از اهمیت ویژه‌ای برخوردار است. از مهمترین سطوحی که بعنوان مبنای ارتفاعی مورد استفاده قرار می‌گیرد، سطح ژئوئید می‌باشد. سطح ژئوئید، یک سطح فیزیکی می‌باشد که بوسیله اندازه‌گیری ارتفاع نقاط از آن، می‌توان در هر نقطه‌ای ارتفاع مطلق را بدست آورد. اندازه‌گیری ارتفاع هر نقطه نسبت به ژئوئید بوسیله ترازبایی دقیق، مستلزم معلوم بودن محل دقیق این سطح می‌باشد. اما به دلیل اینکه سطح ژئوئید کاملاً بر سطح متوسط آبهای آزاد در همه نقاط دریاهای آزاد منطبق نیست، این اندازه‌گیری دچار مشکل می‌باشد. جدایی بین سطح ژئوئید در هر نقطه با سطح متوسط آبهای آزاد، بعنوان توپوگرافی سطح دریا (SST) تعریف می‌شود (مسیب، ۱۳۸۱، رستمی، ۱۳۸۱).

مبنای اندازه‌گیری ارتفاع مطلق نقاط در هر کشور در یک تایدگیج و یا مجموعه‌ای از تایدگیج‌ها می‌باشد اما SST چون باعث جدایی بین ژئوئید و سطح متوسط دریا می‌گردد، مبنای اندازه‌گیری ارتفاعات در کشورهای مختلف متفاوت است در نتیجه برای اینکه تحقیقات ژئودزی و پروژه‌های نقشه‌برداری در کشورهای مختلف که به نحوی به ارتفاع مطلق نقاط مرتبط می‌باشند بتوانند با یکدیگر مرتبط گردند باید اختلاف مبنای ارتفاعات در کشورهای گوناگون نسبت به یکدیگر تعیین گردد. بنابراین برای یافتن اختلاف ارتفاع سطوح مبنای ارتفاعات مطلق کافیاست که SST بین نقاط مبنای ارتفاعی کشورها را بدست آوریم. در این مطالعه امکان تلفیق اطلاعات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و ژئوئید حاصل از مدل ژئوپتانسیل EGM08 در خلیج فارس و دریای عمان بررسی گردیده است. هدف از انجام این تحقیق تعیین سطح متوسط دریا از طریق مشاهدات ارتفاع‌سنجی

ماهواره‌های T/P و Jason-1 و از طرف دیگر تعیین توپوگرافی سطح دریا از طریق تلفیق با ژئوئید حاصل از مدل ژئوپتانسیل EGM08 بود.

## ۲. مواد و روش‌ها

حذف تلاطم‌های جزرومدی و دیگر تغییرات کوتاه مدت به روش محاسباتی از سطح آزاد دریا منتهی به سطحی می‌شود که به آن سطح متوسط دریا (MSL) می‌گویند، این سطح البته در معرض عوامل دیگر نظیر جریان‌های دریائی، ذوب یخ‌های قطبی و حرکت پلیت‌های تکتونیکی یک سطح ایستا در زمان نمی‌باشد. از آنجائی که عوامل مذکور پدیده‌های طولانی مدت بوده و به غیر از جریان‌های دریائی بقیه تقریباً یکنواخت با نرخ تغییرات ثابت می‌باشند، می‌توان گفت که سطح متوسط تعیین شده در اثر آن عوامل دارای تغییرات ارتفاعی طولانی مدت ولی یکنواخت خواهد بود بطوریکه می‌توان برای سطح متوسط دریا برچسب زمانی الصاق کرد و صحبت از سطح متوسط دریای سال ۱۳۸۰ کرد.

از نقطه نظر ژئودزی و در میدان ثقل زمین، سطح متوسط دریا یک سطح هم پتانسیل (سطح تراز) میدان ثقل محسوب نمی‌شود. خصوصیات فیزیکی دریا نظیر اختلاف درجه شوری آب دریا در نقاط مختلف، اختلاف درجه حرارت در نقاط مختلف دریا از یک طرف و عوامل دینامیکی نظیر وزش بادهای دائمی ژئواستروگرافی و جریان‌های دریائی از طرف دیگر موجب جدائی سطح متوسط دریا از یک سطح هم پتانسیل می‌باشند. نزدیکترین سطح هم پتانسیل به سطح متوسط دریا را ژئوئید می‌نامند. ژئوئید به عنوان دیتوم ارتفاعی یا سطح مبنای ارتفاعات می‌باشد. از آنجا، جدائی سطح متوسط دریا از ژئوئید را توپوگرافی سطح دریا (SST) می‌نامند (Beckley *et al.*, 2007).

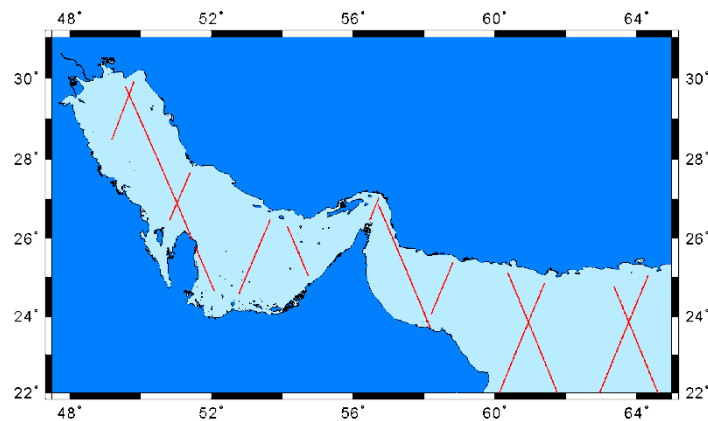
روش متداول برای تعیین سطح متوسط دریا، استفاده از اندازه‌گیری‌های دستگاه تایدگیج می‌باشد. این دستگاه تغییرات ارتفاعی پریودیک جزرومدی سطح

دریا را در مدت زمان طولانی در محل نصب آن اندازه‌گیری می‌کند. این دستگاه بر حسب نوع آن در ساحل بیرون و نزدیک آب دریا، در داخل آب در دیواره صخره‌ای ساحل، و یا در کف دریا کار گذاشته می‌شود. اندازه‌گیری سطح لحظه‌ای آب دریا یا به صورت پیوسته و آنالوگ و با یک مقیاس کوچکتز از واحد روی کاغذ میلیمتری رسم شده و یا به صورت دیجیتالی با فواصل زمانی معین در دستگاه ذخیره می‌شود. اندازه‌گیری ارتفاع سطح لحظه‌ای نسبت به خود دستگاه (صفر دستگاه) انجام می‌گیرد. اگر اختلاف ارتفاع دستگاه نسبت به یک بنچ مارک مستقر در ساحل معلوم باشد می‌توان تغییرات ارتفاعی سطح دریا را نسبت به بنچ مارک در ساحل به دست آورد. مشکل عمده در آنالیز داده‌های ارتفاعی با دستگاه تایدگیج نسبی بودن آنها می‌باشد. به عبارت دیگر، داده‌ها نسبت به خود دستگاه اندازه‌گیری می‌شوند در حالیکه خود دستگاه در طول اندازه‌گیری دارای موقعیت ارتفاعی ثابت نبوده و در معرض انواع حرکت‌های ارتفاعی جزرومدی زمین و حرکت‌های صفحات تکتونیکی پوسته زمین قرار دارد. مشکل دیگر دستگاه تایدگیج محدودیت محل نصب آن در پهنه دریا می‌باشد. یعنی نمی‌توان یک شبکه با توزیع یکنواخت از دستگاه‌ها را در ساحل و دور از ساحل داخل دریا ایجاد کرد. بنابراین، محاسبات سطح متوسط دریا از اندازه‌گیری‌های دستگاه تایدگیج در صورت فرموله کردن صحیح حرکت‌های منسوب به پوسته زمین، تنها در سواحل معتبر خواهد بود (Hashemi, 2004).

یک ماهواره ارتفاع‌سنجی (آلتیمتری) مجهز به دستگاه رادار در مدار گردش خود به دور زمین با پریودهای زمانی کوتاه، ارتفاع خود را از سطح آزاد دریا و اقیانوس اندازه‌گیری کرده، هزاران از این اندازه‌ها را در ایستگاه‌های کنترل ماهواره ذخیره می‌کند. با احتساب موقعیت دقیق ماهواره در مدار خود، اندازه‌گیری‌های

ماهواره با دقت قابل قبول تبدیل به اندازه‌گیری‌های ارتفاع سطح آزاد آب دریاها نسبت به یک سطح مرجع مشخص بین‌المللی (بیضوی رفرانس WGS84) می‌گردند. با توجه به عبورهای متوالی و مکرر ماهواره در مسیرهای مشخص و متقاطع از بالای دریاها می‌توان دریافت که ماهواره در یک شبکه منظم و با توزیع یکنواخت از نقاط روی دریا به کرات ارتفاع سطح آزاد دریا را اندازه‌گیری می‌کند. بعد از اعمال تصحیحات هندسی و اتمسفری، این اندازه‌گیری‌ها شبیه اندازه‌گیری‌های دستگاه تایدگیج می‌باشند با این مزیت که عاری از مشکلات یادآوری شده در بخش قبل در مورد داده‌های تایدگیج می‌باشند (Lee- Lueng Fu, 2001).

در این تحقیق از خاصیت تکرار شونده مکانی مشاهدات ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی Jason-1 و T/P جهت ایجاد سری زمانی در پای حرکت ماهواره در خلیج فارس و دریای عمان استفاده شده است، بدین منظور از اطلاعات مربوط به سایکل‌های ۰۱۱ تا ۴۰۰ ماهواره T/P در سال‌های ۱۹۹۲ الی ۲۰۰۳ و سایکل‌های ۰۰۱ الی ۱۹۶ ماهواره Jason-1 در سال‌های ۲۰۰۲ الی ۲۰۰۸ و تشکیل سری‌های زمانی در نقاط پای ماهواره استفاده شده است. در طراحی این دو ماهواره یک سیستم ماکروویو دو فرکانسی باند C و K مورد استفاده قرار گرفته که به کمک آن می‌توان تصحیح تأخیر یونسفری را محاسبه نمود. از دیگر مواردی که در این ماهواره لحاظ شده، استفاده از رادیومتر ماکروویو سه کاناله برای یافتن مقدار بخار آب موجود در جو می‌باشد. از طرف دیگر برای تعیین موقعیت دقیق ماهواره از سه سیستم مختلف به طور همزمان بهره گرفته شده است که عبارتند از: سیستم SLR، سیستم DORIS و سیستم GPS تا این ماهواره بتواند ارتفاع سطح آب را با دقت در حدود ۱/۷ سانتیمتر و صحت ۴/۷ سانتی متر اندازه‌گیری نماید (ترابی، ۱۳۸۵؛ فروتن، ۱۳۸۷).

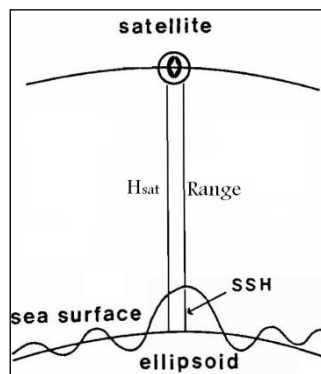


نقشه ۱. مسیر پای ماهواره های T/P و Jason-1 در محدوده خلیج فارس و دریای عمان

(۲)

قابل ذکر است که به منظور محاسبه سطح متوسط دریا از اعمال تصحیحات مربوط به جزرومد آب دریا و حرکت قطبی صرف نظر می کنیم. بعد از آن که فاصله بین ماهواره تا سطح لحظه ای آب تصحیح گردید، می توان ارتفاع صحیح سطح لحظه ای آب از بیضوی مرجع را به صورت زیر بدست آورد:

$$SSH(\lambda, \varphi, t) = H_{sat}(\lambda, \varphi, t) - Corrected\ Range \quad (۳)$$



شکل ۱. اساس اندازه گیری مشاهدات ارتفاع سنجی ماهواره ای

ارتفاع لحظه ای سطح آب در نقطه مشاهداتی نسبت به بیضوی مرجع از رابطه مقابل بدست می آید:

$$SSH(\lambda, \varphi, t) = H_{sat}(\lambda, \varphi, t) - Range(\lambda, \varphi, t) \quad (۱)$$

از آنجائی که ارتفاع لحظه ای سطح آب به شرایط اتمسفریک بین ماهواره و سطح دریا و نحوه بازگشت سیگنال از سطح دریا بستگی دارد، بنابراین قبل از محاسبه ارتفاع سطح آب دریا در نقطه مشاهداتی (نسبت به بیضوی مرجع WGS84) ابتداءبایستی خطاهای سیستماتیک فاصله ماهواره از سطح دریا را که توسط ارتفاع سنج اندازه گیری شده است تصحیح نمود. تصحیحات لازم عبارتند از:

تصحیح خطای تروپوسفر تر ( $\Delta w$ )، تصحیح تروپوسفر خشک ( $\Delta d$ )، تصحیح یونسفر ( $\Delta I$ )، تصحیح بایاس تأثیر معکوس فشار ( $\Delta IB$ )، بایاس وضع دریا (تصحیح بایاس الکترومغناطیس) ( $\Delta E$ )، تصحیح جزرومد آب دریا، تصحیح جزرومد قطبی ( $\Delta pT$ ) و تصحیح تغییرات مرکز ثقل آنتن ارتفاع سنج ( $\Delta c$ ).

کلیه این تصحیحات در فایل های اطلاعاتی ماهواره به نام *MGDR-B* وجود دارد. این تصحیحات برای هر نقطه مشاهداتی بصورت جداگانه ارائه شده و با داشتن این تصحیحات می توان به صورت زیر مقدار فاصله تصحیح شده را بدست آورد:

$$Corrected\ Range = Range + \Delta w + \Delta d + \Delta I + \Delta IB + \Delta E + \Delta pT + \Delta c$$

جدول ۱. چهارده مؤلفه اصلی جزرومدی

Darwin name	Doodson number	Frequency (cycles/day)
$Om_1$	055.565	0.0001470
$Om_2$	055.575	0.0002941
$S_a$	056.554	0.0027378
$S_{sa}$	057.555	0.0054758
$M_m$	065.455	0.0362917
$M_f$	075.555	0.0732022
$O_1$	145.555	0.9295357
$P_1$	163.555	0.9972621
$K_1$	165.555	1.0027379
$N_2$	245.655	1.8959820
$M_2$	255.555	1.9322736
$T_2$	272.556	1.9972622
$S_2$	273.555	2.0000000
$K_2$	275.555	2.0054758

با توجه به آن که حداقل فاصله میان دوبار ارتفاع-سنجی متوالی در سطح دریا حدود ۶ کیلومتر است، شعاع دایره جستجو برای پذیرش نقاط به عنوان نقاط با جزرومد یکسان ۳ کیلومتر در نظر گرفته می‌شود، با انجام برخی پردازش‌های مناسب اطلاعات را به گونه‌ای ساختار بندی می‌کنیم که اطلاعات موجود در گذرهای مشابه مربوط به سایکل‌های مختلف در یک ماتریس ذخیره شوند، از این ماتریس‌ها استفاده نموده و سری زمانی مربوط به هر نقطه را تشکیل می‌دهیم. لازم به ذکر است که هر سری زمانی در نقطه-ای به مختصات  $\bar{\lambda}(i)$ ,  $\bar{\phi}(i)$  تشکیل می‌شود و این نقطه در حقیقت مرکز هندسی نقاطی از گذرهای متوالی ماهواره است که در یک دایره جستجو به شعاع ۳ کیلومتر واقع شده‌اند. لازم به ذکر است که به علت

جهت آماده‌سازی مشاهدات برای این تحقیق، ابتداء باید ۲۰ داده اصلی شامل: شماره روز، زمان با دقت میلی‌ثانیه، ارقام میکروثانیه زمان، عرض جغرافیایی نقطه نادیر، طول جغرافیایی نقطه نادیر، ارتفاع ماهواره از سطح بیضوی، فاصله ماهواره از سطح دریا، مقدار RMS فاصله ماهواره از سطح دریا، تصحیح تغییرات مرکز ثقل آنتن ارتفاع‌سنج، تصحیح تروپوسفر خشک، تصحیح معکوس فشار، تصحیح تروپوسفر تر، تصحیح یونسفر، تصحیح بایاس الکترومغناطیس، ارتفاع سطح متوسط دریا، ارتفاع ژئوئید، جزرومد الاستیک دریا، جزرومد قطبی، عمق دریا و نشانگر نوع جنس زمین از نظر آب، خاک یا یخ را از فایل‌های باینری با یک برنامه کامپیوتری decode نمود که سپس با اعمال رابطه (۱) بر اطلاعات decode شده فاصله تصحیح شده مربوط به هر نقطه محاسبه می‌شود. سپس مقادیر مورد نظر در رابطه (۲) قرار گرفته و ارتفاع لحظه‌ای هر نقطه از بیضوی رفرنس محاسبه می‌گردد. در نهایت ماتریس‌هایی شامل ۴۰۰ سایکل برای مأموریت T/P و ۲۰۰ ماتریس برای Jason-1 شامل عرض و طول جغرافیایی و SSH خواهیم داشت (ابره دری، ۱۳۸۷).

فاصله زمانی میان دو گذر متوالی ماهواره ارتفاع-سنجی Topex/Poseidon از یک نقطه روی دریا در حدود ۹/۹۱۵ روز است. البته در نقاط گرهی تعداد عبور ماهواره بیشتر از نقاط دیگر (با پیوند ۹/۹۱۵ روز) می‌باشد. تشخیص این نقاط و استفاده از آن‌ها در تعیین دقیق جزرومد مؤثر خواهد بود. دسته‌بندی مشاهدات ماهواره برای نقاط روی دریا و مرتب کردن آنها بر حسب زمان، سری‌های زمانی را برای هر نقطه عبوری روی دریا به وجود می‌آورد. لازم به ذکر است که ارتفاع‌سنجی ماهواره در گذرهای متوالی (با پیوند ۹/۹۱۵ روز) دقیقاً روی نقاط قبلی انجام نمی‌پذیرد، لذا بایستی محدوده‌ای را برای پذیرش نقاط در نظر گرفت و فرض نمود که وضعیت جزرومدی این نقاط به دلیل نزدیکی یکسان است.

$$S(\phi, \lambda, t) = \sum_{j=1}^K A_j(\phi, \lambda) \cos(\omega_j t - \theta_j(\phi, \lambda)) \quad (۴)$$

فرمول فوق یک تابع غیرخطی نسبت به مجهولات دامنه و فاز تمامی مؤلفه ها می باشد. یک فرمول دیگر ولی معادل آن را می توان از بسط تابع کسینوس به صورت زیر به دست آورد:

$$S(\phi, \lambda, t) = \sum_{j=1}^K [a_j(\phi, \lambda) \cos(\omega_j t) + b_j(\phi, \lambda) \sin(\omega_j t)] \quad (۵)$$

که در آن  $a_j$ ,  $b_j$  مجهولات جدید جایگزین دو مجهول دامنه و فاز با روابط

$$A_j = \sqrt{a_j^2 + b_j^2} \quad \text{و} \quad \theta_j = \arctan\left(\frac{b_j}{a_j}\right) \quad (۶)$$

می باشند. مزیت مدل (۵) نسبت به (۴) خطی بودن آن در مجهولات خود  $a_j$ ,  $b_j$  می باشد.

### ۳. نتایج

مؤلفه های بدست آمده از ماهواره های ارتفاع سنجی T/P و JASON-1 در جدول ۲ نشان داده شده است. سطح آزاد دریا علاوه بر تغییرات پریودیک جزرومدی، در معرض تغییرات طولانی مدت (تقریباً دائمی) و خطی ناشی از ذوب یخ های قطبی و حرکت صفحات تکتونیکی می باشد. اگر دو تغییر دائمی اخیر را با هم تلفیق کنیم می توانیم مدل زیر را برای ارتفاع سطح لحظه ای آب در یک نقطه از دریا به صورت زیر بنویسیم:

$$\begin{aligned} SSH(\phi, \lambda, t) &= MSL(\phi, \lambda, t_0) + S(\phi, \lambda) \times (t - t_0) + U(\phi, \lambda, t) \\ &= MSL(\phi, \lambda, t_0) + S(\phi, \lambda) \times (t - t_0) \\ &\quad + \sum_{j=1}^K [a_j(\phi, \lambda) \cos(\omega_j t) + b_j(\phi, \lambda) \sin(\omega_j t)] \end{aligned} \quad (۷)$$

که در آن  $SSH$  سطح لحظه ای آب،  $MSL$  سطح متوسط دریا و  $S$  نرخ تغییرات خطی سطح دریا می باشند. مدل فوق به عنوان یک معادله مشاهده در زمان  $t$  و در نقطه با موقعیت  $\phi, \lambda$  روی دریا، اگر برای تمامی مشاهدات در زمانهای  $t_1, t_2, \dots, t_n$  در آن نقطه نوشته شود، دستگاه معادلات مشاهدات تشکیل می گردد که متشکل از  $n$  معادله با  $2(k+1)$  مجهول می باشد.

مناسب نبودن پارامتر flag و یا مسائلی مانند مشکل در رادار ارتفاع سنج در این سری های زمانی گپی اطلاعات نیز وجود دارد لذا در بعضی از زمان ها مشاهده ارتفاع سنجی وجود نخواهد داشت و همینطور مشاهدات سایکل های ۰۱ الی ۱۰ مربوط به مأموریت ماهواره T/P دارای دقت مناسب جهت استفاده نمی باشند، لذا در این تحقیق مشاهدات مربوط به سایکل ۰۱۱ در مأموریت T/P و سایکل ۰۱ در مأموریت Jason-1 به عنوان مشاهدات رفرنس در تشکیل سری زمانی در نظر گرفته شد. (ابره دری، ۱۳۸۹).

جزرومد، فرآیند بالا و پایین آمدگی سطح زمین (body tide) و سطح آب دریا (sea tide) در اثر نیروهای جاذبه اجرام سماوی اطراف زمین مثل ماه و خورشید می باشد. به لحاظ پریودیک بودن تغییرات نیروهای جاذبه و عکس العمل الاستیک زمین، فرآیند بالا و پائین آمدگی نیز پریودیک بوده و در آنالیز فرآیند، مؤلفه های ساده با پریودهای مختلف از نیم روزانه، روزانه، چهارده شبه، ماهیانه، نیم سالیانه، سالیانه، چندلر، ۸/۵ سالیانه و ۱۸/۶ سالیانه با علائم اختصاری  $K_1, P_1, O_1, M_f, M_m, S_{sa}, S_a, Om_2, Om_1, K_2, S_2, T_2, M_2, N_2$  (پور شریفی، ۱۳۸۵) (جدول ۱). سهم هر کدام از این مؤلفه ها در کل فرآیند جزرومد با پریود آنها نسبت معکوس دارد. بزرگترین آنها مؤلفه نصف روزانه می باشد که حدود ۹۰ درصد کل فرآیند را تشکیل می دهد. درصد نسبی سهم مؤلفه ها در عین حال تابع عرض جغرافیائی محل بوده در حالیکه طول جغرافیائی محل تعیین کننده فاز ایجاد مؤلفه ها می باشد. با توجه به پریودیک بودن مؤلفه ها می توان هر کدام از آنها را با تابع کسینوسی با مشخصات  $A_j$  دامنه،  $\omega_j$  سرعت زاویه ای و  $\theta_j$  تأخر فاز مؤلفه ها (نسبت به مؤلفه نظیر در نصف النهار مبدأ گرینویچ) نشان داد. بدیهی است که دو مشخصه دامنه و فاز تابع موقعیت جغرافیائی محل  $(\phi, \lambda)$  نقطه روی دریا نیز خواهند بود. مجموع مؤلفه ها در یک زمان مشخص (ترجیحاً در مقیاس گرینویچ)، کل فرآیند جزرومد  $S(\phi, \lambda, t)$  را در نقطه فرموله می کند:

جدول ۲. مؤلفه‌های بدست آمده از ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی T/P و Jason-1

$$\begin{bmatrix} SSH(t_0) \\ SSH(t_1) \\ SSH(t_2) \\ \vdots \\ SSH(t_{n-1}) \\ SSH(t_n) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & \cos(\omega_1 t_0) & \sin(\omega_1 t_0) & \dots & \cos(\omega_k t_0) & \sin(\omega_k t_0) \\ 1 & c(t_1 - t_0) & \cos(\omega_1 t_1) & \sin(\omega_1 t_1) & \dots & \cos(\omega_k t_1) & \sin(\omega_k t_1) \\ 1 & c(t_2 - t_0) & \cos(\omega_1 t_2) & \sin(\omega_1 t_2) & \dots & \cos(\omega_k t_2) & \sin(\omega_k t_2) \\ \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots & \vdots \\ 1 & c(t_{n-1} - t_0) & \cos(\omega_1 t_{n-1}) & \sin(\omega_1 t_{n-1}) & \dots & \cos(\omega_k t_{n-1}) & \sin(\omega_k t_{n-1}) \\ 1 & c(t_n - t_0) & \cos(\omega_1 t_n) & \sin(\omega_1 t_n) & \dots & \cos(\omega_k t_n) & \sin(\omega_k t_n) \end{bmatrix} \times \begin{bmatrix} MSL \\ S \\ a_1 \\ b_1 \\ \vdots \\ a_k \\ b_k \end{bmatrix}$$

(۸)

اولیه مشاهدات سطح لحظه‌ای، اگر معلوم باشند، بدست آورد.

ماتریس وریانس-کووریانس مجهولات از فرمول:

$$C_{\hat{x}} = \hat{\sigma}_0^2 (A^T A)^{-1} \quad (12)$$

قابل برآورد می‌باشد. مقدار فاکتور وریانس ثانویه ۲/۳۲ سانتیمتر می‌باشد.

ژئوئید بر سطح متوسط دریا (MSL) منطبق نیست چرا که ژئوئید سطح هم‌پتانسیلی از میدان ثقل زمین است که به صورت کمترین مربعات سطح متوسط دریا را تقریب می‌کند (شکل ۲)، بنابراین اختلاف ژئوئید از سطح متوسط دریا که به دلیل تأثیر عوامل گوناگونی همچون جریان‌های اقیانوسی (مانند گلفاستریم) تغییرات چگالی آب ناشی از شوری و درجه حرارت، تغییرات جوی مانند فشار هوا و باد ایجاد می‌شود را توپوگرافی سطح دریا یا به اختصار SST می‌گویند، به علاوه در نزدیکی سواحل توپوگرافی کف دریا و تخلیه رودخانه‌ها به دریا نیز نقش مؤثری در ایجاد SST دارد چون این عوامل وابسته به موقعیت یا مکان‌اند. SST از نقطه‌ای به نقطه دیگر متفاوت است (Georgios, 2002).

دستگاه معادلات فوق را می‌توان به فرم خلاصه به صورت

$$L = Ax \quad (9)$$

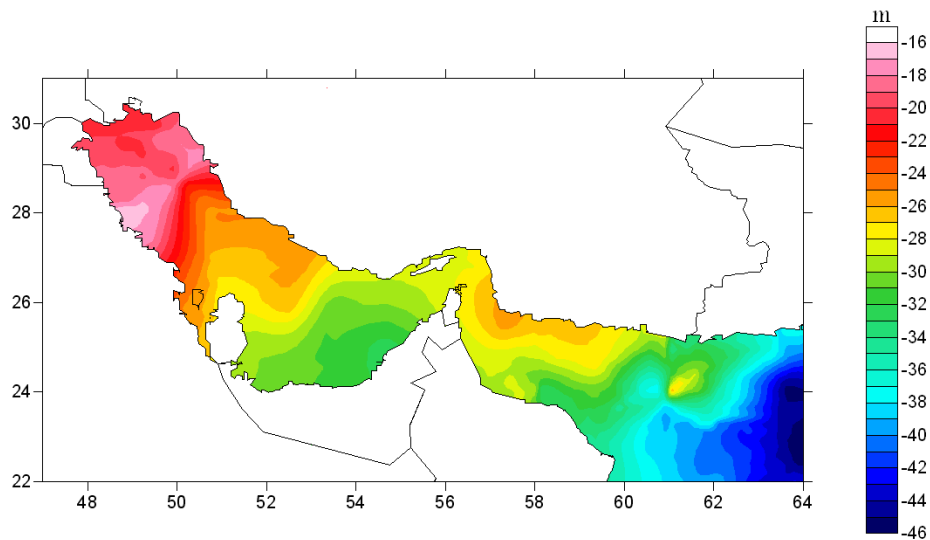
نوشت که در آن  $L$  بردار مشاهدات سطح لحظه‌ای آب،  $A$  ماتریس ساختار معادلات و  $x$  بردار مجهولات محتوی سطح متوسط دریا، نرخ تغییرات خطی و دامنه‌های  $a$  و  $b$  می‌باشد. برآورد به روش کمترین مربعات مجهولات از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$\hat{x} = (A^T A)^{-1} A^T L \quad (10)$$

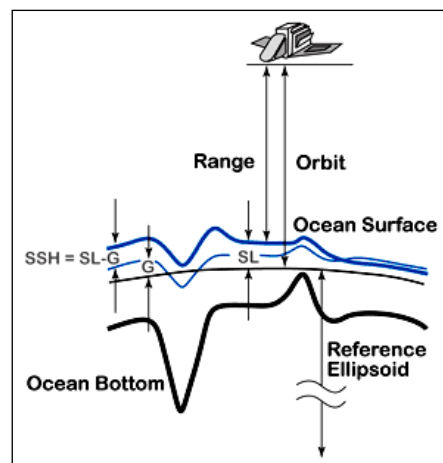
در برآورد فوق فرض بر این است که مشاهدات سطح لحظه‌ای دارای دقت یکسان و دارای وزن واحد هستند. برآورد وریانس وزن واحد یا وریانس مشاهدات از فرمول زیر به دست می‌آید:

$$\hat{\sigma}_0^2 = \frac{\hat{r}^T \hat{r}}{n - 2k - 2} \quad (11)$$

که در آن  $\hat{r}$  بردار باقیمانده‌های سرشکن شده مشاهدات می‌باشد. وریانس وزن واحد در عین حال میزان برآزش مدل (۷) را به مشاهدات سطح لحظه‌ای دریا نشان می‌دهد. میزان برآزش مدل را می‌توان از تست آماری وریانس برآورد شده در مقابل وریانس



نقشه ۲. سطح متوسط آب در خلیج فارس و دریای عمان نسبت به بیضوی WGS84 در واحد متر



شکل ۲. سطح متوسط دریا، ژئوئید و توپوگرافی سطح دریا

مستقیم وجود ندارد و رسیدن به آن تقریباً غیرممکن است پس برای تعیین توپوگرافی سطح دریا از سطح متوسط دریا استفاده می‌شود، بنابراین تعیین توپوگرافی دقیق سطح دریا به دو عامل بستگی دارد: یکی سطح متوسط دقیق دریا و دیگری ژئوئید دقیق، در تعیین سطح متوسط دریا به روش ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و مدلسازی به روشی که در بخش‌های قبل

منطبق در نظر گرفتن سطح متوسط دریا و ژئوئید در عمل موجب بروز تفاوت در صفر ارتفاعی کشورهای گوناگون شده است که راهکار مناسب برای حل این مشکل، مدلسازی توپوگرافی سطح دریا در هر ایستگاه جزرومدی مبناء و اعمال آن به صفر ارتفاعی است.

توپوگرافی سطح دریا عبارتست از ارتفاع یا عمق سطح واقعی دریا از ژئوئید اما چون سطح واقعی به طور



ارائه دادیم می‌توان به یک سطح متوسط نسبتاً دقیق از سطح دریا رسید. عامل دوم یعنی تعیین دقیق ژئوئید خود بستگی به عوامل بسیاری از جمله نوع و میزان داده‌ها و روش بکارگیری دارد (Marsh et al., 1990).

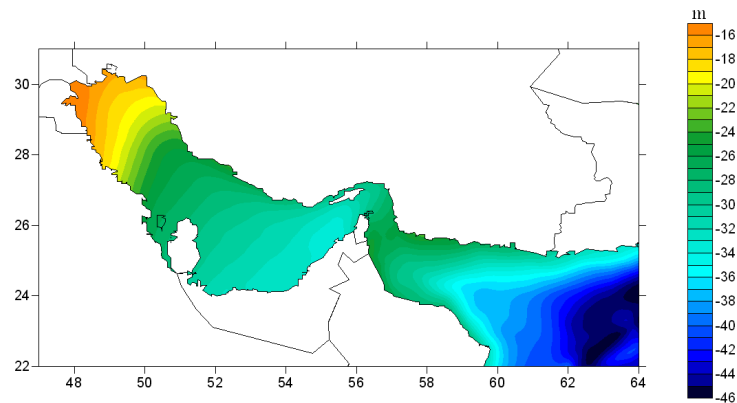
ژئوئید که آنرا گوس سطح ریاضی زمین نامید، سطح هم پتانسیلی از میدان گرانی زمین است به‌صورت کمترین مربعات، سطح متوسط دریا را درمقیاس جهانی برآورد می‌کند. جدایی این سطح نسبت به بیضوی جهانی بین ۸۳ و ۱۰۶- متر می‌باشد. تعیین ژئوئید بعنوان شکل ریاضی زمین به تعبیر گوس در خشکی و دریا یکی از اهداف ژئودزی است. این سطح در خشکی‌ها از طریق حل مسائل مقدار مرزی و در دریاها از راه تعیین سطح متوسط دریا با استفاده از تایدگیج‌های ساحلی و یا مشاهده‌های ارتفاع سنجی ماهواره‌ها پس از حذف اثر توپوگرافی سطح دریا (SST) قابل محاسبه است.

تعیین ژئوئید در دریاها بسیار ساده‌تر از تعیین ژئوئید در خشکی‌هاست. روشی که معمولاً بسیار رایج می‌باشد روش تعیین ارتفاع ژئوئید از مدل ژئوپتانسیل می‌باشد. تعیین این نوع ژئوئید تقریبی بوده و به علت وجود جرم‌های توپوگرافی زمین در نقاط مختلف همراه با خطایی در حد دسی‌متر می‌باشد که این موضوع سبب شده تا ضرابی را بعنوان تصحیحات برای تعیین ژئوئید برای این روش محاسبه در نظر گرفته و در کنار مدل ژئوپتانسیل قرار دهند.

آخرین مدل ژئوپتانسیل زمین که توسط آژانس اطلاعات ملی NGA در اواسط دهه ۹۰ میلادی تولید شد EGM96 نام داشت، این مدل از درجه و مرتبه ۳۶۰ می‌باشد که با استفاده از داده‌های ثقلی ۳۰' × ۳۰' در سراسر جهان و اطلاعات طول موج بلند تقریباً ۴۰ ماهواره، داده‌های ارتفاعی مستخرج از ۲۹ منبع مختلف و داده‌های ارتفاع‌سنجی ماهواره‌های TOPEX, ERS-1, GEOSAT برای مناطق دریایی ایجاد شده است. دقت مدل EGM96 در حدود ۰/۵

الی ۱ متر تخمین زده می‌شود که این دقت توسط گروهی از کارشناسان انجمن بین المللی ژئودزی تأیید شده است. پس از مدل EGM96 مدل ژئوپتانسیل جهانی موسوم به EGM08 با درجه و مرتبه ۲۱۶۰ در سال ۲۰۰۸ میلادی در اختیار کاربران قرار گرفت، این مدل بر مبنای استفاده از داده‌های اصلاح شده اطلاعات ثقلی ۵' × ۵' در سراسر جهان و مدل‌های ژئوپتانسیل بر اساس اطلاعات ماهواره GRACE شکل گرفته است. دقت مورد انتظار برای مدل جدید EGM08 بسیار اغراق آمیز بود زیرا پراکندگی متوسط ثقلی ۵' × ۵' و معادل درجه و مرتبه ۲۱۶۰ و دقت ژئوئید جهانی با ۱۵ سانتیمتر در نظر گرفته شده است. مدل جدید EGM08 که در مؤسسه NGA توسعه یافته است نیازمند داده‌های ثقلی با پوشش جهانی در فواصل ۵' × ۵' می‌باشد. این پایگاه داده از ترکیب داده‌های ثقلی زمینی، دریایی و هوایی و انامولی ثقل، بروی اغلب نواحی اقیانوسی از طریق ماهواره‌های ارتفاع سنجی به وجود آمده است. بخش طول موج بلند در EGM08 از طریق داده‌های ماهواره GRACE بدست آمده است که بسیار دقیقتر از اطلاعاتی که در مدل‌های EGM قبلی وجود داشت، می‌باشد. جدیدترین و دقیقترین مدل GRACE موجود در مدل EGM08 به کار رفته است (Kiamehr, 2009). پس از محاسبه ژئوئید از مدل ژئوپتانسیل EGM08 (نقشه و جدول ۳) و همچنین محاسبه MSL با استفاده از مشاهدات ماهواره‌های ارتفاع‌سنجی T/P و Jason-1 (نقشه ۲) باید به محاسبه و تعیین کمیت SST در خلیج فارس و دریای عمان بپردازیم. توپوگرافی سطح آب بدست آمده در این تحقیق از میانگین ۱۶ ساله اختلاف سطح متوسط دریا و مدل ژئوپتانسیل EGM08 محاسبه گردیده است (نقشه ۴).

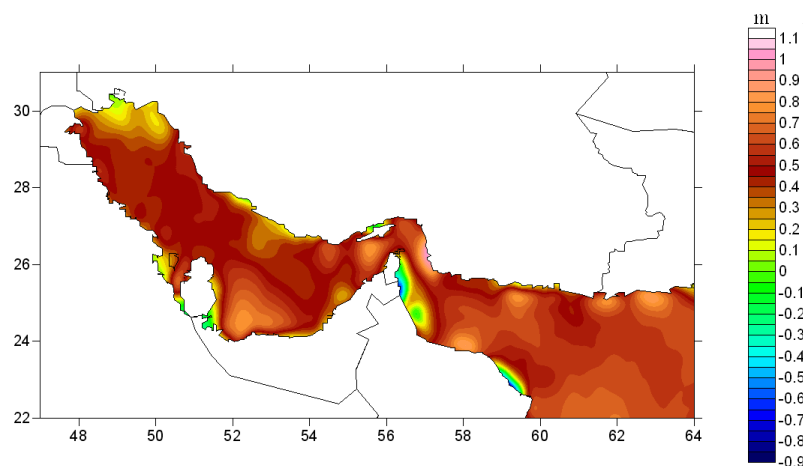
$$(13) \quad SST|_{(\varphi, \lambda)} = MSL|_{(\varphi, \lambda)} - N_{geoid}|_{(\varphi, \lambda)}$$



نقشه ۳. ارتفاع ژئوئید حاصل از مدل ژئوپتانسیل EGM08 در خلیج فارس و دریای عمان در واحد متر

جدول ۳: نتایج آماری ارتفاعات ژئوئید در واحد متر

انحراف معیار	میانگین	مینیمم	ماکزیمم
۹/۳۵	-۲۳/۹۴	-۴۶/۹۴	-۱/۹۹



نقشه ۴. توپوگرافی سطح آب دریا در خلیج فارس و دریای عمان در واحد متر

#### ۴. بحث و نتیجه گیری

ارزیابی تغییرات پریودیک سطح دریا ناشی از پدیده جزرومد با استفاده از داده های آلتیمتری پیوسته و طولانی مدت T/P و Jason-1 به روش رگرسیون خطی دارای اعتبار بیشتری نسبت به استفاده از داده های کوتاه مدت آلتیمتری در محاسبه سطح متوسط دریا دارد. چرا که ارزیابی مؤلفه های طولانی مدت نظیر  $om_1$  و  $om_2$  نیاز به داده آلتیمتری طولانی مدت دارند. سطح متوسط دریا بنا به تعریف آن بایستی عاری از

هر گونه تغییرات پریودیک باشد که این مهم با استفاده از داده های طولانی مدت برآورد می شود. توپوگرافی سطح دریا یعنی جدائی سطح متوسط دریا (سطح آرام دریا) از یک سطح تراز (نظیر ژئوئید) می باشد. البته تصور عمومی بر این است که سطح آرام دریا بایستی خود یک سطح تراز باشد. البته این تصور درست است اگر آب دریا یک مایع هموزن (از نظر توزیع جرم در آن) بوده و در معرض عوامل دینامیکی نظیر بادهای دائمی و جریانهای دائمی قرار نگیرد. در

متوسط دریا. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۱۰ ص.

رستمی، ق.، ۱۳۸۱. تعیین توپوگرافی سطح آب دریای عمان و خلیج فارس از طریق مشاهدات ماهواره‌ای. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۹۸ ص.

فروتن، ا.، ۱۳۸۷. آنالیز چند سنجنده‌ای تغییرات دریاچه ویکتوریا. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه صنعتی خواجه نصیر، ۱۲۵ ص.

مسیب‌زاده، م.، ۱۳۸۱. تعیین توپوگرافی سطح آب در خلیج فارس و دریای عمان از طریق تلفیق GPS و مشاهدات تاییدگیج‌ها. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۰۶ ص.

Beckley, B.D., Lemoine, F.G., Luthcke S.B., Ray R.D., Zelensky N.P. 2007. A reassessment of global and regional mean sea level trends from TOPEX and Jason-1 altimetry based on revised reference frame and orbits. *Geophys. Res.* 34: 5-12.

Georgios, S.V. 2002. Sea Surface Topography, Bathymetry and Marine Gravity Field Modeling. M.Sc. Thesis, University of Calgary.

Hashemi, H., Ardalan, A. 2004. A new model for global ocean tide based on ortho-normalized base functions and 11 years of Topex/Poseidon satellite altimetry data *Geophysical Research Abstracts* 6: 00649. European Geosciences Union.

Kiamehr, R., 2010. The New Quasi-Geoid Model IRQG09 for Iran. *J. Appl. Geophys.* 73: 65-73.

Kiamehr, R. 2009. Evaluation of the New Earth Gravitational Model (EGM2008) in Iran. *Proceeding of European Geosciences Union.*

Fu, L.L., Cazenave, A. 2001. Satellite Altimetry and earth Science, A Handbook of Techniques and Applications. Academic Press, 463p.

Marsh, J.G., Koblinsky, C.J., Lerch, F., Klosko, S.M., Robbins, J.W., Williamson, R.G., Patel, G.B. 1990. Dynamic sea surface topography, gravity, and improved orbit accuracies from the direct evaluation of seasat altimeter data. *J. Geophys. Res.* 95: 13129-13150.

نقشه ۳، توپوگرافی دریا نسبت به ژئوئید EGM08 نشان داده شده است. رنگ سبز در سواحل خلیج فارس توپوگرافی صفر و رنگ قهوه‌ای تند در اواسط خلیج نشانه ۰/۵ متر توپوگرافی می‌باشد. ارتفاع صفر یا ارتفاع ۰/۵ متر مطلق نیست بلکه نسبت به مدل ژئوئید انتخابی است که در صورت عوض شدن مدل اعداد نیز عوض می‌شوند. اما بازه یا دامنه تغییرات ۰/۵ متر را به طور متوسط در داخل خلیج می‌توان نتیجه گرفت. البته یک نقطه استثنائی در ساحل منتها الیه جنوبی خلیج که در آن سطح توپوگرافی به ۰/۸ متر می‌رسد وجود دارد. احتمالاً این عدد ناشی از خطای داده‌های آلتیمتری در آن ساحل بوده باشد.

در دریای عمان تغییرات بیشتر سطح توپوگرافی بین ۰/۵ تا ۰/۷ متر محسوس است. البته طبیعی است که تغییرات توپوگرافی سطح دریا در دریای عمان بیشتر از تغییرات آن در خلیج فارس باشد. چرا که خلیج فارس یک حوضه آبی بسته می‌باشد.

## منابع

ابره‌دری، م.، کیامهر، ر.، و ساداتی‌پور، م. ۱۳۸۹. استخراج پارامترهای دینامیکی آب‌های جنوب ایران از طریق تلفیق اطلاعات ارتفاع‌سنجی ماهواره‌ای و مدل های ژئوئید محلی و جهانی GRACE. علوم و فناوری دریا، شماره ۷۳: ۵۳-۸۰.

ابره‌دری، م.، ۱۳۸۷. آنالیز پارامترهای دینامیکی خلیج فارس و دریای عمان از طریق تلفیق اطلاعات ارتفاع-سنجی ماهواره‌ای و مدل های ژئوئید محلی و جهانی GRACE. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه آزاد تهران شمال، ۹۵ ص.

پورشریفی، ع.، ۱۳۸۵. تعیین توپوگرافی سطح دریا در خلیج فارس و دریای عمان با تلفیق داده‌های ارتفاع-سنجی T/P و ERS1 و با استفاده از مدل جزرومدی بدست آمده از ارتفاع‌سنجی. پایان نامه کارشناسی ارشد، دانشگاه تهران، ۱۰۵ ص.

ترابی، م.، ۱۳۸۵. آنالیز طیفی نقطه‌ای مشاهدات ماهواره ارتفاع سنجی T/P به منظور مدلسازی سطح